Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie

Etwas erweiterte Fassung des einführenden Vortrags zu dem Diskussionsabend der Wiener Geologischen Gesellschaft am 28. Jänner 1949

Von Hans Peter Cornelius

(Vorgelegt in der Sitzung am 9. Juni 1949)

Die Zeiten sind vorbei, da man Gebirgsbildung und magmatische Tätigkeit für zwei voneinander unabhängige Äußerungen der endogenen Kräfte halten, jene auf tangentiale Dislokationen zurückführen, diese ausschließlich mit radialen in Beziehung setzen konnte, wie Ed. Suess es gelehrt. Wir können heute die orogenen Zonen der Erde doch so weit überschauen — räumlich und in ihrem geschichtlichen Werden —, um im Gegenteil feststellen zu können, daß ein gesetzmäßiger Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungsgruppen bestehen muß.

Einem solchen Zusammenhang haben denn auch schon viele Forscher nachgespürt — und zum Teil nicht ohne Erfolg. Erinnert sei an G. Steinmann, der schon zu Anfang des Jahrhunderts die Bedeutung der basischen („ophiolithischen") Magmen für die Frühstadien der Orogenese erkannte und auf den Umschwung zu saurerer Förderung nach jener hinwies (1906, S. 29).

In neuerer Zeit hat nun H. Stille das Verhältnis von Orogenese und Magmenförderung in ein Schema gebracht und weitgehend theoretisch zu deuten versucht. Es ist selbstverständlich, daß er es in *sein* geologisches Erdbild einordnet, dessen Grundzüge: scharfe Scheidung von Epeirogenese und Orogenese; weltweit verbreitete orogene Phasen von relativ kurzer Dauer; Konsolidierung der Festlandskerne durch randliche Anlagerung ausgefalteter Geosynklinalen usw., hier als bekannt vorausgesetzt werden dürfen.

Stille unterscheidet nun

1. Den initialen Vulkanismus, welcher die geosynklinale Vorbereitungszeit der Orogenese charakterisiert. Er liefert weit überwiegend basische Magmen — eben die Ophiolithe Steinmanns; doch sind gelegentlich auch saurere Spaltungsprodukte unter die Bezeichnung initial einzubeziehen. Ergüsse (meist submarin) und Tuffe herrschen vor, doch fehlt es auch nicht an intrusiven Formen, Lagergängen und Stöcken. Nicht alle Teile der Geosynklinale pflegen durch initiale Magmen ausgezeichnet zu sein, sondern nur die, welche zuerst und am kräftigsten gefaltet werden, die „Interniden" (Kober) liefern („Eugeosynklinale"); den später angefalteten „Externiden" pflegen sie zu fehlen („Miogeosynklinale"). Herkunft aus der Sima-Unterlage, Aufdringen an Bruchflächen, die im Gefolge der geosynklinalen Senkung entstanden, wird angenommen.

2. Schlagartig beendet die Orogenese den geosynklinalen Zustand; und schlagartig ändern sich die geförderten Magmen; es erscheinen Granite, Granodiorite, Tonalite in öfters ganz riesigen Massen; und zwar wenn nicht ausschließlich, so doch weit vorwiegend intrusiv. Stille redet demgemäß von synorogenem Plutonismus.

Wo kommt diese Menge sauren Magmas — von der bis zum Eintritt der Orogenese nichts zu spüren war! — plötzlich her? In bewegungsfähigem Zustand über dem Sima gelegen haben kann sie nicht; und daß sie sich in der Geschwindigkeit aus diesem herausdifferenziert hätte, ist schwer anzunehmen, zumal wenn man die Ansicht Stilles teilt, die einzelnen Phasen der Orogenese seien zeitlich ganz kurz (einige 100.000 Jahre); eine Ansicht, die allerdings keineswegs unanfechtbar dasteht. Stille kommt dann, im Anschluß an einen von Kossmat und v. Bubnoff geäußerten Gedanken, zu der Vorstellung, daß der durch die Orogenese geschaffene, tief in das Sima eintauchende sialische Faltenwulst dort teilweise umgeschmolzen würde; es wären demnach palingene sialische Magmen, die, teils schon „hochorogen", während der Hauptbewegungsphase, in besonders großem Umfang aber erst nach deren Höhepunkt, „spätorogen" in die Höhe kämen. Das gilt vor allem für die jüngeren Faltungsären; und Stille sieht eine Bestätigung in der Feststellung Dalys, daß in diesen die basischeren Glieder, Quarzdiorite usw., gegenüber älteren Zeiten zunehmen; es ist eben nicht nur ur-sialisches, rein granitisches Material, das der Palingenese verfällt.

3. An den synorogenen Plutonismus schließt sich vielfach eine Effusivphase an: subsequenter Vulkanismus. Sie liefert vornehmlich den synorogenen Graniten usw. blutsverwandte Rhyolithe, Dazite, Andesite. Der Großteil der den jungen Faltengebirgen aufgesetzten Vulkane des zirkumpazifischen Gürtels, aber auch des Kaukasus, Elbrus usw. gehören dahin, d. h. die Mehrzahl der heute tätigen und in junger Vergangenheit erloschenen Vulkane überhaupt.

Die palingenen Magmen können auch von der erzeugenden Faltenzone wegwandern und in deren näherer oder fernerer Umgebung — „parachthon“ oder „allochthon“ — auftreten.

Es kann auch der Fall eintreten, daß im Zusammenhang mit neuen orogenen Phasen nochmals Plutone auftreten, nachdem der subsequente Vulkanismus bereits eingesetzt hat; „interzedenter“ Plutonismus.

Auch die synorogenen und die von ihnen abzuleitenden subsequenten Magmen haben ihre Hauptentwicklung in den Internidenzonen des Orogens, in welchen vor allem die Neuschöpfung von Magma stattgefunden hat. Die später angegliederten Außenzonen bleiben mehr oder minder magmafrei. Der subsequente Vulkanismus bezeichnet einen „quasikratonischen“ Zustand, in dem Orogenese höchstens noch in germanotypen Formen möglich ist.

4. Mit der Zeit erschöpfen sich die sialischen Magmen. Es kann nun eine längere Pause in der Magmaförderung eintreten — im Bereiche des variskischen Gebirges Mitteldeutschlands z. B. umfaßt sie die ganze mesozoische Zeit. Es kann sich aber auch der finale Vulkanismus unmittelbar anschließen. Dieser liefert nun wieder vorwiegend basaltische Ergüsse (untergeordnet auch saurere), für die simische Herkunft anzunehmen ist. Er charakterisiert den konsolidierten, „vollkratonischen“ Zustand, der keine Faltungen mehr zuläßt; immerhin sind Rekurrenzen möglich, insbesondere ist eine Regeneration möglich in dem Sinne, daß bereits ausgefaltete Gebiete eine neuerliche Geosynklinalentwicklung mit all ihren magmatischen Begleiterscheinungen durchmachen.

Den Gedanken Stilles, die hier in aller Kürze wiedergegeben wurden, liegen in erster Linie Erfahrungen aus den alten und jungen Gebirgen beider Amerika zugrunde. Hier sei nun von dem Beispiel der Alpen aus dazu Stellung genommen.

Ich übergehe dabei die in den Alpen mitverarbeiteten Bruchstücke älterer orogener Bauten und ihren Bestand an magmatischen Gesteinen. Einmal läßt sich deren Altersbeziehung zu be-

stimmten orogenen Vorgängen in der Mehrzahl der Fälle nicht festlegen; und dann handelt es sich eben nur um Bruchstücke. Ich beginne vielmehr mit der Zeit, da die variskische Faltung in den Alpen abgeschlossen war — der Zeit, welche zur alpidischen Ära überleitet.

Diese Zeit ist Oberkarbon—Perm. Sie ist im alpinen Bereiche gekennzeichnet durch sehr weit verbreitete, vor allem saure Ergüsse: die riesigen Quarzporphyrdecken von Bozen und andere südalpine Vorkommen, z. B. der Gegend von Lugano. Aber auch im alpinen Deckengebirge fehlen sie nicht, z. B. im Glarner Verrukano oder in der Silvrettadecke Bündens (Plessurgebirge). Daß sie darüber hinaus noch weit verbreitet waren, das zeigen spärliche Schubschollen an der Kalkalpenbasis (Rax), sowie in den Prebichlschichten — vermutlich Oberperm! — des Alpenostendes gar nicht seltene Gerölle quarzporphyrischer Gesteine.

Dieser Rotliegend-Vulkanismus ist nun bekanntlich nicht auf die Alpen beschränkt, sondern darüber hinaus im variskischen Bereich etwas ganz Gewohntes. Und überall liefert er vor allem Quarzporphyre: im Schwarzwald, auf der böhmischen Masse usw. Man wird darin also noch ein variskisches Ereignis sehen: einen verspäteten subsequenten Vulkanismus. Das ist übrigens auch die Ansicht von Stille (1941, S. 22).

Die initiale Magmatätigkeit der alpidischen Ära beginnt mit der Trias. Die in den nordalpinen Werfener Schichten weitverbreiteten Diabase und seltenen Gabbros müssen wir wohl als Reste syngenetischer Ergüsse deuten, wenn sie heute auch meist — soweit überhaupt etwas zu sehen — als tektonisch geformte Knollen und Linsen vorliegen. An zwei Orten — Neuberg an der Mürz und Hofpürglhütte — wurden auch schäbige Spuren von Kontaktwirkungen gefunden, die den primären Verband mit den Werfener Schichten bezeugen. Im übrigen handelt es sich um ein bescheidenes Analogon zu den ungleich großartigeren basischen Ergüssen und zum Teil Intrusionen, welche gleichzeitig in den benachbarten Kleinen Karpathen, vor allem aber in den Dinariden stattgefunden haben. Als metamorphes Äquivalent möchte ich den Grünschieferzug hier anreihen, der in der (unterostalpinen) Matreier Zone die Quarzite der Untertrias über mindestens 65 km im Streichen begleitet.

Die nächsten größeren Vulkanereignisse der Alpen sind die im Ladin der Südalpen. Ihre Produkte gehen unter dem Namen Melaphyre und Augitporphyre; zum Teil haben sie andesitische Zusammensetzung. Das weit überwiegende aber sind Tuffe und Tuffite verschiedener Art, welche nicht nur durch fast die ganzen

Südalpen, auch weit entfernt von den Hauptausbruchsstellen, sondern auch bis in die Nordalpen (Schneeberggebiet; oberes Lechtal u. a.[1]) verbreitet sind.

Ein schwieriges Problem bildet die Einordnung der in den Südalpen bis in diese Tuffe intrudierten Tiefengesteine: Monzonit, Nephelinsyenit, Granit mit ihrem mannigfaltigen, zum Teil ausgesprochen „atlantischen“ Ganggefolge. Ihr Auftreten gerade an dem wichtigsten Eruptionszentrum bei Predazzo, das Ausstrahlen der Gänge des Marmolata- und Latemar-Gebietes von diesem, endlich auch chemische Beziehungen legen es nahe, intrusive Nachschübe der ladinischen Eruptionen in ihnen zu sehen. Allein nach den Feststellungen von S. Vardabasso sind die Intrusivgesteine jünger als die alpidische Bruchlinie von Stava! Das heißt, sie sind wahrscheinlich tertiären Alters — wie das Salomon schon 1898 vermutete; sicher sind sie alpidisch-synorogen. Trotzdem hält Leitmeier mit einleuchtender petrographischer Begründung an der obigen genetischen Verknüpfung fest. Ist das richtig, dann hätten wir hier den seltenen Fall, daß ein Magmaherd nicht nur nach einer Ruhepause von mindestens $\pm 10^8$ Jahren wieder auflebt, sondern sogar eine orogenetische Großumwälzung — von allerdings nur bescheidener Auswirkung in dem fraglichen Gebiet — überdauert. Das erscheint wenig glaubhaft; trotzdem weiß ich vorderhand nichts Besseres.

In der Obertrias gibt es nur noch schwache Spuren magmatischer Tätigkeit, z. B. im Karinth des Unterengadins (neben basischen Gesteinen auch Quarzporphyre; Spitz und Dyhrenfurth, S. 54 f.) oder im Rhät des Oberengadins (Rösli 1947).

Desto reichlicher erscheinen jene nun im jüngeren Mesozoikum. In den oberostalpinen Decken sind es zwar nur einige kümmerliche Vorkommen, z. B. im Oberjura von Ehrwald; bedeutender sind sie schon in gewissen unterostalpinen[2] Elementen: in der Aroser Zone, wohin auch die Vorkommen des Rhätikons und, wie ich noch immer annehmen muß, die mit Juragesteinen verknüpften des Allgäuer Deckenrandes zu stellen sind. Auch manche Unterengadiner Diabase scheinen ihrer tektonischen Stellung

[1] Der Zusammenhang der nordalpinen Vorkommen mit den südalpinen Ausbruchsstellen läßt sich allerdings nur vermuten, nicht nachweisen!

[2] Staub bezeichnet sie als „mittelostalpin“ — ein Begriff, der indessen keine Daseinsberechtigung haben dürfte. — Nach einer älteren Auffassung wären die basischen Gesteine der Aroser Zone durch Deckenverschuppung aus der tieferen Platta-Decke hereingeraten; was jedoch nach den neueren Forschungen im Aroser Gebiet — Cadisch, Grunau — nicht zuzutreffen scheint.

nach unterostalpin zu sein. Der eigentliche Bereich der Ophiolithe aber ist der penninische, in seiner ganzen sichtbaren Ausdehnung von den Seealpen bis zu den Hohen Tauern[3], der mit dem Lias in die geosynklinale Senkung einbezogen wird. Der primäre Gesteinsbestand läßt ziemlich überall ultrabasische Glieder — meist als Serpentin erhalten — neben solchen der Gabbrofamilie — Gabro, Diabas, Spilit (dieser im Sinne der angelsächsischen Autoren = Albit-Diabas) unterscheiden. Hinneigung zu alkalimagmatischer Verwandtschaft ist mehrfach analytisch nachgewiesen, zum Teil auch schon im Mineralbestand (Ägirin!) erkennbar.

Stärkste tektonische Umgestaltung und vielfach kräftige Metamorphose machen es schwierig, über die genetischen und Altersverhältnisse dieser Gesteine Klarheit zu gewinnen. Immerhin dürfte über das von Burri u. Niggli 1945 Gesagte wenigstens in einer Hinsicht hinauszugehen sein: ein erheblicher Anteil effusiver Bildungen ist sicher, vor allem dank den Beobachtungen von Vuagnat, der Kissen- (Pillow-) Laven 1946 aus der Aroser Zone und dem Unterengadin beschrieb und solche 1948 auch im Oberhalbstein in viel größerer Verbreitung feststellen konnte, als es mir (Cornelius 1935, S. 274[4]) möglich war. Diese Ausbildung gilt aber wohl allgemein[5] als Kennzeichen effusiver — meist submariner — Entstehung. Ebenso die meist mit ihnen verbundenen Variolite (nicht ganz eindeutig, da immerhin gelegentlich auch von Gangrändern umgeben) und manche als Tuffe zu deutende Ausbildungen; alles natürlich beschränkt auf Gebiete zurücktretender Metamorphose und in solchen wahrscheinlich noch in wesentlich größerer Ausdehnung zu finden. Wo die Metamorphose überhandnimmt, da ist es im allgemeinen wenig aussichtsvoll, nach Erscheinungen solcher Art zu suchen.

Ein anderer Teil der Ophiolithe gilt hingegen als intrusiv; vor allem die Peridotite. Kontaktwirkungen an Trias- und Lias-

[3] Wenn bei früherer Gelegenheit (Cornelius u. Clar 1939) noch leise Zweifel gegenüber dem mesozoischen Alter der Tauern-Grüngesteine geäußert werden mußten, so fallen diese hinweg, seitdem die Deutung der hellen Pseudomorphosen als Feldspat-Einsprenglinge feststeht; vgl. Cornelius 1942. Freilich gilt dies nur für die Grüngesteine der „Oberen Schieferhülle", nicht für die der „Unteren" und erst recht nicht für die zahlreichen Vorkommen der Rahmenserien einschließlich der Matreier Zone!

[4] Die umfangreiche Literatur in englischer Sprache über Kissenlaven war mir damals leider unbekannt geblieben.

[5] Wenn auch Steinmann 1926 Zweifel äußert.

gesteinen sind öfters beschrieben worden; seltener auch an Oberjura (siehe Cornelius 1935, S. 288 f.); ihre Beweiskraft wird allerdings dadurch abgeschwächt, daß gleichartige Mineralgesellschaften auch als Kluftfüllungen im Serpentin auftreten können. Die besonderen Schwierigkeiten, die die Annahme einer Intrusion der Peridotite bietet, haben Burri u. Niggli (S. 553 f.) neuerlich erörtert. — Auch für eine subkrustale Bildungsweise eines Teiles der Gabbros und Diabase gibt es Anhaltspunkte: gangförmiges Auftreten sowie ebenfalls — wenn auch selten! — Kontakterscheinungen. Die Abgrenzung gegenüber dem effusiven Anteil hängt aber ganz in der Luft.

Die Zufuhrkanäle der Ophiolithe sind heute noch immer Problem wie zu Steinmanns Zeit. Die Annahme Stilles, daß das Aufdringen auf Bruchspalten erfolge, läßt sich von den Alpen aus weder erweisen noch widerlegen; gesehen hat sie noch niemand.

Man könnte gewisse gang- und stockförmig in Gneisen auftretende Amphibolite in Betracht ziehen. Mittelholzer (S. 139) erwähnt solche aus der Gegend von Bellinzona; ob sie mit mesozoischen Ophiolithen zusammenhängen, ist nicht feststellbar. Das gilt auch von den großen Massen von Amphiboliten und Peridotiten in der unteren (vormesozoischen) Tauern-Schieferhülle. Daß die mächtigen Peridotitmassen im ostalpinen Altkristallin — Kraubath, Hochgrößen u. a. — ein Tiefenäquivalent alpidischer Ophiolithe darstellten (Kosmat 1937), ist mir nicht sehr wahrscheinlich, da solche in dem Mesozoikum gerade dieser Gebirgszone wenig verbreitet sind[6]. Auch stellt ihre Chromitführung ein Merkmal dar, das in gleicher Weise bei den mesozoischen Ophiolithen der Alpen nicht bekannt ist (allerdings aber bei solchen der Balkanländer!).

In neuerer Zeit hat in der Schweiz die Ansicht mehrfach Vertreter gefunden, die Ophiolithe seien syntektonisch auf Bewegungsflächen intrudiert. Ed. Suess hatte Ähnliches schon für die Ophiolithe an der Basis der ostalpinen Decken angenommen, worauf ihm entgegnet worden war, daß dies für die tieferen penninischen Vorkommen nicht zutreffen könne, die man damals für synchrone Einschaltungen in liassischen Bündnerschiefern halten mußte. Gerade auf solche tektonisch tiefere Ophiolithe beziehen sich nun die angedeuteten neueren Befunde:

[6] Man könnte etwa an die — allerdings wesentlich basaltisch-gabbroiden! — Vorkommen der Werfener Schichten denken, deren Mehrzahl sich ja in juvavischen Deckschollen befindet (vgl. die bei Cornelius 1941 a zusammengestellte Literatur!), also ursprünglich weiter südlich zu Hause ist. — Im übrigen bleibt immer zu bedenken, daß auch die variskischen (und noch älteren) Schichtreihen der Ostalpen schon große Mengen initialer Eruptiva enthalten.

E. Diehl 1938 führt Rekristallisation und Albitisierung eines Kalkphyllit-Mylonits am Col de Valsorey (Zone du Gd. Combin) auf Serpentinkontakt zurück (S. 253), ebenso ein Glaukophangestein an der Basis des — über den Serpentin überschobenen! — Arollagneises (S. 389 f.); beides alles andere als zwingend, da es Rekristallisation sowohl wie Na-Zufuhr doch ganz unabhängig von Ophiolithkontakten in weiter Verbreitung gibt[7]. Gansser (S. 512 f.) und Nabholz (S. 80 f.) glauben ein Eindringen der Ophiolithe auf vorgebildeten Schuppungsflächen sehen zu können. Wenn aber, wie in diesen Fällen, das Eruptivgestein selbst tektonisch in Mitleidenschaft gezogen ist, dann ist eine einwandfreie Entscheidung, ob es älter oder jünger ist als die Schuppungsflächen, kaum möglich! Die Wechsellagerungen und gegenseitigen Durchdringungen von Ophiolith- und Sedimentmaterial, die Nabholz als Injektionserscheinungen deutet (ähnlich mir aus den Tauern bekannt), lassen sich — wie er selbst in Erwägung zieht — wohl auch auf tektonische Verknetung, eventuell in Verbindung mit metamorphen Austauschprozessen zurückführen. Und wenn Nabholz meint, der Grad der Verschuppung, welche die Ophiolithe erlitten, sei merklich geringer als in den umgebenden Schiefern, so muß ich gestehen, daß ich davon an seinen Profilen nichts bemerken kann.

So scheint mir eine syntektonische Ophiolithförderung in keiner Weise erwiesen. Ich selbst bin von dieser Ansicht, die ich in meinen ersten Arbeiten vertreten, schon lange ganz abgekommen (vgl. Cornelius 1935, S. 287[8]). Es spricht auch ein schweres theoretisches Bedenken dagegen: eine Aufschleppung des Simamagmas an Bewegungsflächen wäre doch nur dann plausibel, wenn diese die ganze Sialrinde durchsetzten. Wir sehen aber allgemein, daß sich an der Deckentektonik nur eine oberste Haut von rund 5—6 km Mächtigkeit beteiligt. Daß da das wesentlich tiefer unterlagernde Magma mitgehen sollte, ist nicht einzusehen; seine natürlichen Aufstiegswege — Zerrspalten! — werden ihm ja durch die Tektonik verschlossen, sobald diese in Zusammenschub besteht. Am wahrscheinlichsten bleibt also vor orogene, geosynklinale Förderung.

[7] Dasselbe ist W. Nabholz entgegenzuhalten, wenn er (in dem Bündnerschiefergebiet vor der Adula-Stirn) Albitisierung auf Ophiolithkontakte zurückführen möchte. Die von ihm mitgeteilten Schliffbilder gleichen weitgehend solchen z. B. aus dem Nordrahmen der Tauern, weitab von jeglichem Ophiolithkontakt; vgl. Cornelius u. Clar 1939.

[8] Gansser ist im Irrtum, wenn er (S. 513) mich als Zeugen für Ophiolithintrusion während der penninischen Hauptorogenese anführt.

Bezüglich der Altersfrage sind neuerdings wieder Stimmen laut geworden, die die Ophiolithe bis in die Oberkreide hinaufdatieren möchten. Cadisch 1942, S. 51, weist auf einen Serpentin bei der Scesaplanahütte (Rhätikon) hin, dem (oberst-kretazischen) Wildflysch der Falknisdecke eingeschaltet. Primär? Wenig wahrscheinlich; wäre es doch das überhaupt einzige Serpentinvorkommen der Falknisdecke. Am Visnitzgrat im Samnaun sei Diabas dem oberkretazischen Flysch der Tasnadecke „unzweifelhaft primär eingelagert“; und auch für die gewaltige Diabasmasse des Bürkelkopfs vermerkt der gleiche Autor senones Alter.

Von den Spiliten des Aroser Gebietes nimmt Grunau 1945 Ähnliches an. Die tatsächliche Unterlage besteht da allerdings nur in Kontakten an Aptychenkalk und Einschlüssen von Radiolaritbrocken, die zeigen, daß mindestens ein Teil der Spilite jünger als Oberjura ist. Daß sie wesentlich schwächer tektonisch mitgenommen sind als die „vor oder während der Ablagerung des Radiolarits“ intrudierten Serpentine, ist wohl in erster Linie Materialfunktion: Serpentin ist für Ausbildung unstetig verteilter Gleitflächen besonders geeignet. Beide Förderungen mit Grunau durch ein großes zeitliches Intervall zu trennen, sehe ich keinen Anlaß; unmittelbare Übergänge — Grunau stellt deren Abwesenheit fest — gibt es in den mir persönlich bekannten Ophiolithgebieten auch nicht, und sie sind auch gar nicht zu erwarten, wenn die Förderung nach der Differentiation erfolgt ist. Das ist aber doch wohl anzunehmen.

Leider lassen auch hier, wie in den meisten Fällen — vgl. die von mir 1935, Fußnote auf S. 284, zusammengestellten! — klastische Bildungen mit Ophiolithmaterial (Spilit-Sandstein von Schröterwiti bei Arosa; Grunau 1945; Vuagnat 1946) für die Altersbestimmung im Stich, da sie selbst nicht genauer einordenbar sind.

Mir scheint immer noch, daß die Datierung der penninischen Ophiolithe, die ich 1935 als die wahrscheinlichste ansah: Jura im weitesten Sinn, fallweise auch bis Unterkreide, auch heute das meiste für sich hat. Daß die unterostalpinen möglicherweise noch höher hinaufgehen, soll von vornherein gewiß nicht in Abrede gestellt sein, aber zwingend scheinen mir die bisher vorliegenden Argumente nicht.

[9] Anscheinend spielt da die Vorstellung mit, daß magmatische Vorgänge in erster Linie im Zusammenhang mit einem „tektonischen Paroxysmus“ zu erwarten seien. Sie scheint mir unbegründet; vgl. oben!

Nicht zu zweifeln ist dagegen an dem mindestens oberkretazischen Alter der Ophiolithe der Freiburger und Chablais-Alpen. Am Jaunpaß liegt Spilit im Cenomanflysch (mit *Globotruncana appenninica)* der Simmendecke. Die Gesteine der Gets (Chablais) aber haben sich als synchrone Ergüsse im Flysch der Brecciendecke[10] herausgestellt (Schroeder 1939). Leider ist dessen Alter nicht genauer anzugeben, da Fossilien so gut wie ganz fehlen; doch scheint die Vermutung von Lugeon u. Gagnebin gut begründet, daß er vom Senon aufwärts nicht weiter als bis ins Paleozän reicht. Da die Grüngesteine in den tieferen Anteil eingeschaltet sind, ergibt sich, daß sie wahrscheinlich noch senonen Alters sind.

Nebenbei sei hier darauf hingewiesen, daß Vuagnat 1943 gewisse Struktureigentümlichkeiten dieser Gesteine in dem Eruptivmaterial des Taveyannaz-Sandsteins wiederfindet. Damit rückt das alte Problem von dessen Herkunft in ein ganz neues Licht: die heute nur in spärlichen Erosionsrelikten vorhandenen basischen Eruptiva der Breccien- (und Simmen-) Decke waren gewiß einmal viel ausgedehnter, so daß die Belieferung des ganzen Verbreitungsgebietes des Taveyannaz-Sandsteins von ihnen aus vielleicht nicht unmöglich ist. Inwieweit das andersartige Material im Taveyannaz-Sandstein mit dieser Herkunft vereinbar ist, muß sich erst zeigen.

Mit der Kreide spätestens[11] ergreift die geosynklinale Senkung auch die Flyschzone der Ostalpen. Während die ebenfalls, wenigstens in ihrem südlichen Teil, seit dem Dogger, weiter nördlich seit dem Malm sinkende Helvetische Zone als typische Externidenzone frei von magmatischen Vorgängen bleibt, sind der Flyschzone basische Massengesteine nicht ganz fremd. Die Mehrzahl der bei Köhler u. Marchet (S. 135 f.) zusammengestellten Vorkommen allerdings dürfte nicht in ihr beheimatet sein; am ehesten noch das allerdings wohl schon jurassische Diabasmaterial der (dort nicht erwähnten) Dürnbachbreccien (Boden 1921, 1923) des bayrischen Alpenrandes. Aber auch das ist unsicher. Erst ganz im E treffen wir in den Pikritgängen der Wiener Gegend zweifellos der Flyschzone zugehörige Eruptiva, jünger als Kreide; allein die petrographische Verwandtschaft mit einem Teil der Gesteine des Lainzer-Tiergarten-Vulkans (s. unten!) macht ihre Einordnung in die Geosynklinalphase fraglich. Dasselbe gilt auch bezüglich der stark atlantisch betonten Teschenite in der Fortsetzung der Flyschzone in den Karpathen, bei denen man

[10] Sie gehören also nicht der Simmendecke an, wie vorher allgemein angenommen!

[11] Die Dogger- und Malmschichten der sog. Klippenzone von Wien, mit zum Teil (relativ!) tiefmeerischer Fazies, machen einen schon früheren Beginn der Senkung recht wahrscheinlich.

auf Grund ihres lagergangförmigen Auftretens im Kreideflysch zunächst an eben diese Einordnung denken möchte. So bleibt die Persistenz des initialen Vulkanismus in der Flyschzone, wie ich sie 1941 a hingestellt habe, zunächst fraglich.

Zu Recht besteht sie dagegen für den Südrand der Alpen, wo im Alttertiär des Vicentins bis hinauf ins Oligozän massenhaft basaltische Ergüsse und Tuffe eingelagert sind. Ihre Fortsetzung findet sich im äußersten südlichen Sporn der Alpen: in den Euganeen. Aber hier kommen in beträchtlicher Entwicklung saure Eruptiva hinzu; größtenteils in der Ergußfazies als Trachyte und Rhyolithe ausgebildet, jedoch als Gänge, Lagergänge und Lakkolithe in der Tiefe erstarrt — der Unterbau einer ansehnlichen Vulkangruppe. Ihr genaues Alter kennen wir nicht; wir wissen nur, daß sie jünger sind als die Basalttuffe, d. h. wohl jünger als Oligozän. Im Kleinen liegt hier ein ähnliches Problem vor wie bei Predazzo: handelt es sich bei den sauren Magmen der Euganeen-Vulkane um unmittelbare Differentiate des initialen oder bereits um Äußerungen des subsequenten Vulkanismus? Ich würde eher dazu neigen, die Frage im ersteren Sinne zu beantworten, da ja in den Randzonen der Alpen — auch am Südrand! — nacheozän noch kräftige Faltung stattgefunden hat (was man in den Euganeen selbst an Schichtaufrichtungen usw. sieht, wird allerdings als Begleiterscheinung lakkolithischer Intrusionen u. dgl. aufgefaßt). Übrigens dauern die Nachwirkungen dieses Vulkanismus noch heute an: Thermen entströmen zum Teil (Abano) mit Siedetemperatur dem Boden.

Der synorogene Plutonismus ist in den Alpen vor allem vertreten durch die Zone der periadriatischen Intrusiva (Salomon). Es sind dies von W nach E (bei zweifelhafter Zugehörigkeit mit ? bezeichnet):

1. Der Diorit von Traversella.

2. Der Syenit von Biella. Zu diesen beiden Massen gehörige Porphyritgänge setzen bis in den Lias am Ausgang der Val Sesia (Novarese 1934).

3. Der Tonalit von Morobbia—M. Spluga und der Granit des Bergeller (Disgrazia-) Massivs; dazu der Granit von Novate[12] als jüngerer Nachschub. Nach M. Balconi 1941.

[12] „Granit von S. Fedelino" der Italiener. — Leider hält der letzte Bearbeiter des Bergeller Massivs, M. Balconi, an den zwar alten, aber in der ganzen Welt unverständlichen Lokalbezeichnungen „Serizzo" bzw. „Serizzo ghiandone" für den Tonalit bzw. Granit dieses Massivs fest!

4. Der Tonalit von Sondrio.

5. Eine Reihe von kleinen granitischen bis gabbroiden Massen im Gebiet der obersten Adda (Tirano—Sondalo—Bormio; vgl. Cornelius u. Cornelius-Furlani 1930, S. 259 f.)?

6. Die Adamello-Masse, sicher mit ihren Hauptgliedern (Adamello- und Castello-Tonalit), wahrscheinlich mit allen; s. unten.

7. Die Diorite (C. Andreatta 1942) und Porphyrite der Ortlergruppe.

8. Eine Reihe kleiner — zum Teil aber kilometerweit verfolgbarer — Tonalitaufbrüche im gehobenen (NW-) Flügel der Judikarienlinie (G. Dal Piaz 1926; O. Schmidegg 1936; C. Andreatta 1942).

9. Die Kreuzberg-Iffinger-Brixener Granitmasse.

10. Der Granit der Rensenspitze?

11. Der Tonalit der Rieserferner; dazu zahlreiche Gänge in den Defereggер Alpen und in der Schobergruppe.

12. Kleine Tonalitaufbrüche im Hochpustertal (Furlani 1912; Gb. Dal Piaz 1934).

13. Glimmerkersantitgänge der Lienzer Dolomiten (Cornelius u. Furlani-Cornelius 1943).

14. Porphyrite von Prävali; ebensolche sowie Quarzporphyre in den Steiner und Julischen Alpen (Graber 1929).

15. Der Granit von Eisenkappel (Graber 1929; den dortigen Tonalit hält Graber für älter).

16. Der Tonalit des Bachergebirges (Kieslinger).

Dazu kommen wahrscheinlich noch weitere Ganggesteine, zum Teil weitab von den größeren Massiven: Pegmatite im Veltlin und Nachbarschaft, die sich in ihrer Mineralführung denen des Bergeller Massivs anschließen (Cornelius 1925); neuerdings fügt Kern (1947) solche in Centovalli hinzu. Wieviel von den zahlreichen basischen Gängen dieser ganzen Zone, z. B. der Bergamasker Alpen, man als Ganggefolge der Massive betrachten will, ist vorläufig Geschmackssache; eine systematische Untersuchung der Frage fehlt.

Eine Reihe von Massiven, die öfters zu den periadriatischen gerechnet worden sind, habe ich ausgeschlossen; vor allem Baveno—Lago d'Orta. Dieser Granit erstreckt sich nach den Aufnahmen der italienischen Geologen (siehe Novarese 1934) bis in die untere Val Sesia, und dort fand ihn Franchi von Gängen des permischen Quarzporphyrs durchsetzt (Novarese vermutet sogar einen genetischen Zusammenhang zwischen beiden Gesteinen).

Auch die Granite der Val Sassina, der Cima d'Asta sind offenbar vorpermisch. Zweifelhaft ist noch die Stellung von Klausen; wegen Predazzo vgl. oben.

Leider ist das Alter von keiner der obigen Massen sehr exakt zu bestimmen. Nach der stratigraphischen Methode können wir sagen: Adamello jünger als Lias[13]; Disgrazia ebenfalls jünger als Lias und jünger auch als die selbst nachliassischen Ophiolithe; die Gänge der Ortlergruppe jünger als Obertrias (Nor); die der Val Sesia jünger als Lias; die von Prävali jünger als Oberjura und die der Lienzer Dolomiten wahrscheinlich jünger als Unterkreide. Gegen oben ist nur das Alter des Bergeller Granits begrenzt durch Geröllevorkommen in der (ober-)miozänen Nagelfluh von Como.

Nach der morphologischen Methode läßt sich nur sagen: Adamello- wie Bergeller Massiv sind älter als gewisse Altflächenreste, die man mit einiger Wahrscheinlichkeit ins Miozän stellen kann; da dieselben bereits tief in die Tiefengesteine einschneiden, darf man diese wohl sogar für nicht unerheblich älter ansehen — die Erstarrung solch großer Magmakörper nimmt ja gewiß sehr lange Zeiten in Anspruch.

Nach der tektonischen Methode kommen wir wieder beim Adamello- und Bergeller Massiv noch einen Schritt weiter: beide sind jünger als große alpidische Bewegungsphasen. Der Adamello ist jünger als die Aufschiebung an der Gallineralinie; das Bergeller Massiv jünger als die penninisch-unterostalpine Deckentektonik. Nun ist diese, wie die Transgression des obereozänen Grès d'Annot in den SW-Alpen beweist, spätestens im Mittel-Eozän — nach meiner Auffassung in der laramischen Phase — fertiggeworden. Anderseits sind beide Massive auch noch von großen Bewegungen an der insubrischen bzw. Judikarienlinie betroffen worden (das gilt auch von der Kreuzberg-Iffinger-Masse und von den kleinen, unter 8 genannten Aufbrüchen; ebenso sind die unter 12 aufgeführten von Bewegungen an der Pusterer Linie

[13] Schwinner 1945 (S. 111, Fußnote) irrt mit der Behauptung, nur der südliche Teil (Castellotonalit) der Adamellomasse müsse nachtriassisch (recte nachliassisch) sein. Von dem Adamellotonalit s. str. hat schon Trener das gleiche festgestellt; von den jüngsten granitischen Nachschüben gilt es natürlich um so mehr! Allenfalls älter könnte höchstens — H. V. Graber 1931 stellt ihn im Gegenteil an das Ende der Folge! — der Cornoalto-Grano-Diorit und dessen unbedeutende basische Nachschübe sein; wer es wahrscheinlich findet, daß die eng verwandten Glieder einer solchen Intrusionsfolge durch möglichst lange Zeiträume getrennt sind, mag sich ja darauf versteifen. — Was bezüglich der Beziehungen zur alpidischen Tektonik im Adamellomassiv festgestellt ist, hat Schwinner gar nicht zur Kenntnis genommen; vgl. Cornelius 1928.

in Mitleidenschaft gezogen[14]. Alle diese Bewegungen können wir mit gutem Grunde relativ späten Phasen zuschreiben: ich halte sie für miozän (vgl. Cornelius 1940). So ergibt sich für das Adamello- und Bergeller Massiv aus allen Indizien mit großer Wahrscheinlichkeit ein Alter jünger als laramisch, aber vormiozän: mit anderen Worten ein alttertiäres (Cornelius 1928).

Die anderen genannten Massive lassen sich nur auf Grund von Analogieschlüssen anreihen. Neben der Blutsverwandtschaft und der Freiheit von tektonischer Durchbewegung (abgesehen von lokalen Scherzonen) kommt da auch die Ausbildung der Kontakte in Frage: es sind klassische Hornfelskontakte[15]. Unbedingt verläßlich ist das freilich alles nicht; z. B. der vorpermische Granit der Cima d'Asta verhält sich auch nicht anders. Trotzdem hat heute, da die Tonalitvorkommen längs der Judikarienlinie den Adamello eng mit dem Iffinger-Brixener Granit verknüpfen, für diesen ein Analogieschluß auf Grund der genannten Merkmale viel stärkeres Gewicht als vor 50 Jahren[16]. Und die mindestens jungmesozoischen Ganggesteine von Lienz und Prävali weisen auf eine Fortsetzung relativ junger Magmatätigkeit gegen E. Der Bachertonalit endlich steht in engen Beziehungen zu einer verbreiteten Gefolgschaft porphyritischer Gesteine, die ihrerseits zu den — im Draudurchbruch als miozän erkannten (s. unten) — Daziten überleiten (Dolar-Mantuani 1938). Das sind natür-

[14] Was hier und bei 8 bezüglich Kontaktmetamorphose — über die trennenden Dislokationen hinweg! — an mesozoischen bzw. sogar tertiären Schichten behauptet worden ist, hält der Kritik nicht stand. — Bezüglich des Kreuzbergs (M. Croce) glaubt Andreatta feststellen zu können, daß alpidische Bewegungen das erst in Erstarrung begriffene Magma betrafen und glaubt die Intrusion an den Beginn der alpidischen Orogenese setzen zu müssen. Nun haben in jener Gegend intensive tektonische Bewegungen wohl überhaupt erst mit der Entstehung der Judikarienlinie eingesetzt, das heißt vermutlich im Miozän; so daß ein alttertiäres Alter auch mit Andreattas Deutung seiner Beobachtungen harmonieren würde.

[15] Daß die Kristallisation im ostalpinen Altkristallin, welche die Schlingentektonik überdauert, mit den periadriatischen Massiven etwas zu tun hätte, ist nicht „ganz unsicher" (Schwinner 1945), sondern ganz ausgeschlossen: nicht nur entfernt sie sich unvergleichlich viel weiter — über die ganze Breite der Zentralalpen, z. B. in der Ötztaler Masse! — von den Rändern dieser Massive als deren verhältnismäßig bescheidene Kontaktmetamorphose; sondern sie greift auch nirgends auf das Mesozoikum über und ist mit Sicherheit mindestens variskisch, wenn nicht (wie ich vermute) noch älter.

[16] Die Graniteinschlüsse im Bozener Quarzporphyr, die einst dagegen zu sprechen schienen, hält Sander 1929 (S. 17) nicht mehr für beweiskräftig.

lich jüngere Nachschübe. So scheint mir denn das ungefähr einheitliche Alter dieses ganzen periadriatischen Gürtels, wie es Salomon einst forderte, heute ziemlich gut begründet. In der Altersstellung freilich ergibt sich ein Unterschied: nicht jung-, sondern alttertiär.

Im Sinne Stilles wären dies also spätorogene Intrusionen, der laramischen Phase zuzuordnen, welche ich nach wie vor — übrigens in Übereinstimmung mit Stille — für die Hauptbauzeit der ostalpin-penninischen Alpen halte; auch wenn bereits vorsenone Bewegungen im penninischen Gebiet eine größere Rolle spielen, als ich dies 1940 annahm.

Nun gibt es aber in den Alpen noch weitere granitisch-tonalitische Massen, deren Einordnung hier zu erwägen ist. Bezüglich der Tauernzentralgneise wurde immer wieder die Frage gestellt, ob sich da nicht ein zweiter periadriatischer Bogen „mit anderen Schicksalen" verbirgt (Sander 1921). Und für eines seiner Glieder, das Venedigermassiv, muß ich die Frage bejahen: Kölbl 1932 hat erkannt, wie dieses an seinem NE-Ende aus dem Bereich des Tauernfensters in dessen nördlichen Rahmen hinausgreift; das kann ich bestätigen, ebenso, daß dies wenigstens stellenweise mit Primärkontakt geschieht (sogar vereinzelte Anklänge an normalen Hornfelskontakt finden sich! vgl. Cornelius 1944). Man hat also nur die Wahl: entweder gibt es kein Tauernfenster, oder das Venedigermassiv ist jünger als die Überschiebung der ostalpinen Decken über das Fenster; eine Wahl, die dem in der alpinen Tektonik Bewanderten nicht schwer fällt.

Diese Altersbestimmung gilt nur für das Venedigermassiv — genau genommen zunächst nur für seinen NE-Teil[17] — nicht aber für die östlicheren[18] Zentralgneismassen. Tatsächlich bestehen da bedeutende physiographische und geologische Unterschiede: im Venedigermassiv sind vollkommen massige Granite, Tonalite usw. sehr verbreitet; im Granatspitzkern sind Granite seltene Ausnahmen (Tonalite fehlen ganz), ausgesprochen geschieferte Gneise überwiegen. Und während das Venedigermassiv sich

[17] Der Charakter des Massivs scheint freilich nach den Beschreibungen von Christa 1931, Bianchi u. Dal Piaz 1934 auch in den zentralen Zillertaler Alpen nicht viel anders; so daß die Möglichkeit einer altersmäßigen Trennung — angedeutet bei Gb. Dal Piaz 1938 — nicht viel Aussichten zu haben scheint.

[18] Ich beziehe mich vor allem auf den mir genau bekannten Granatspitzkern. Aber auch Sonnblick- und Hochalmkern schließen sich ihm und nicht der Venedigermasse an, soweit meine Kenntnis ein Urteil zuläßt.

mit steilen Grenzen[19] in seine Hülle verfingert, teilweise mit Assimilationskontakten (E Thüringerhütte z. B.) und umgeben von einer mächtigen Aureole aplitischer Gänge, bildet der Granatspitzkern eine flache, fast durchwegs konkordante Kuppel, mit zwiebelschalenartig verteilten „Weißschiefer"-Gleitlagen und tektonischen Apophysen ins Hangende; Aplite und anderes Ganggefolge in der Hülle sind Seltenheiten, und primäre Kontakte fehlen fast ganz. Es liegt auf der Hand, daß der Granatspitzkern wesentlich mehr an Tektonik miterlebt hat — und zwar an „Horizontaltektonik" — als die Venedigermasse. Wenn man an der Syngenese der gesamten Zentralgneise festhalten will — ein strikter Beweis dafür fehlt meines Erachtens bisher! —, dann gilt nur der Schluß: der Granatspitzkern muß um eine entscheidende tektonische Phase älter sein als die Venedigermasse. Ich setze ihn demgemäß (Cornelius 1941, 1945) — mit Vorbehalt! — vor die laramische Phase, die Venedigermasse nach dieser, ungefähr gleich alt mit dem periadriatischen Bogen, wenn sie auch immer noch mehr als dieser an späteren Bewegungen erlebt hat, nämlich vor allem die Aufwölbung der Tauernkuppel mit allem Drum und Dran.

Ähnlich wie in den Tauern steht es in der penninischen Zone der Westalpen; mit dem Unterschied freilich, daß die dortigen Gneise viel wechselvoller, teilweise über jeden Verdacht der Jugendlichkeit erhaben sind, z. B. die Arollaserie oder der Malojagneis. Bei anderen drängt sich die Frage auf, ob nicht althergebrachte Auffassungen zu revidieren sind. Für den Monte-Rosa- und Gran-Paradiso-Orthogneis habe ich sie 1936 aufgeworfen, P. Bearth[20] hat beigestimmt. Für die gewaltige Masse des Tessiner Massivs hat Rüger die Gedanken von Weinschenk und Klemm wieder aufgegriffen und alpidische Vergneisung angenommen; auch Reinhard und Wenk ziehen alpidische Granitisierung in Betracht. Möglicherweise für jung gilt der massige Coccodiorit[21].

Ein basischer Gang, der die penninische Tektonik fertig vorgefunden hat, ist seit langem von Brusson in der Val d'Evançon im Hangend-Mesozoikum der Monte-Rosa-Decke bekannt

[19] Wenn sie auch teilweise tektonischer Natur sind, so doch sicher nicht überall!

[20] Der freilich seither, nach persönlicher Mitteilung, wieder anderer Ansicht geworden ist.

[21] Ein Handstück des Coccodiorits, das mir Dr. E. Wenk vorwies, erinnerte mich lebhaft an gewisse Tonalite der Venedigermasse; wie in diesen ist die primäre Hornblende größtenteils biotitisiert.

(Reinhold 1916). Auch ihn betrachte ich demnach (vgl. oben) als postlaramisch.

Im Sinne Stilles hätten wir also auch in einem Teil der „Zentralgneise“ spätorogene, der Hauptphase der alpinen Tektonik nachfolgende Plutone bzw. Auswirkungen solcher. Sollten sich weitere penninische Gneise im W wie im E als alpidisch erweisen, so könnte man darin Stilles hochorogene Plutone zu sehen versucht sein. Mir läge es allerdings näher, auch ihr Auftreten nicht in eine orogene Phase, sondern zwischen zwei solche zu verlegen; d. h. zwischen die erste (vorgosauische) alpidische Hauptphase und die laramische. Sie wären also ebenfalls spätorogen — aber in bezug auf die vorgosauische Phase, und von der laramischen tektonisch überformt, zum Teil sogar recht kräftig überformt (siehe dazu S. 566)[22].

Angel u. Heritsch 1931 haben sich für ein alpidisches Alter auch einer großen Anzahl weiterer Granit- bzw. Orthogneismassen: Seckauer, Mürztaler Grobgneise u. a. ausgesprochen. Das wesentliche dafür angeführte Argument ist die Führung „gefüllter Feldspate“, die sie mit den Tauern-Zentralgneisen gemein haben. Daß dies nicht stichhaltig ist, geht daraus hervor, daß z. B. der Albula- und Juliergranit des Oberengadins ebenfalls gefüllte Feldspate führt; er aber ist nachgewiesenermaßen auf Grund von Geröllen im Oberkarbon, mindestens variskisch (Cornelius 1935, S. 57). Die Mürztaler Grobgneise sind allerdings mit den Tauern- (und Monte-Rosa-) Gneisen noch durch ein weiteres Merkmal verknüpft, nämlich die in ihrer Umgebung auftretenden Lazulith führenden Quarzadern. Trotz der Seltenheit dieses Minerals scheint mir das allein nicht genügend, um sie als „jung“ zu erklären, nachdem sie offensichtlich die ganze Deckentektonik passiv mitgemacht haben.

Hier sind einige Worte zu der heute im Vordergrund stehenden Frage der Granitisierung einzuschalten, die ja von manchen Seiten als der Vorgang betrachtet wird, der diese Gneismassen geschaffen hat. Daß es Granitisierung gibt, scheint mir erwiesen, vor allem durch die aus Finnland oder Grönland mehrfach mitgeteilten Beobachtungen von schattenhaften Zeichnungen von Falten usw. in Gesteinen, die aus der Nähe von jedermann als Granit anerkannt werden. Ich verkenne auch ganz und gar nicht, daß manche Fragen unter dem Gesichtspunkt der Granitisierung am leichtesten lösbar geworden sind; z. B. die nach der Platzschaffung der Granitmassen. Anderseits freilich bestehen große Schwierigkeiten; z. B. wo sind die gewaltigen Massen metasomatisch verdrängter Stoffe hingekommen? Speziell im Fall des Granatspitzkerns ist weder ein diffuser Kontakt noch eine auffallend schlierige Beschaffenheit noch sonst etwas von den Erscheinungen vorhanden, die sonst zur Deutung als Migmatit einladen; und ich stand immer auf dem Standpunkt, daß die Deutung als intrusiver Granit mit nachfolgender — sehr kräftiger! — tektonischer Umformung und Durcharbeitung dortselbst allen Erscheinungen gerecht

[22] In seiner nach Abschluß meines Manuskriptes erschienenen letzten Arbeit (Mitt. Geol. Ges. Wien 36/38, S. 114, Wien 1949) kommt F. E. Suess zu einer ähnlichen Einordnung der ostalpinen Zentralgneise.

wird. Nachdem nun aber die Granitisationshypothese für manche der analogen Gneismassen in den Tauern (Angel u. Staber 1937; Exner 1947) und in den Westalpen (Reinhard 1935; Wenk 1943) mit zum Teil einleuchtenden Gründen vertreten wird, wird meinerseits eine nochmalige Überprüfung der Sachlage unter diesem Gesichtspunkte erforderlich sein; bis dahin bleibt meine Stellungnahme abwartend.

Granitisierung in den diskordanten periadriatischen Massiven als maßgebender Faktor ihrer Raumgewinnung erweckt erst recht Mißtrauen. Was Drescher-Kaden in seiner schönen Arbeit (1940) aus dem Bergeller Granit beschreibt, zeigt wohl Aufzehrung des Nebengesteins in großem Stil und Aufnahme in das Magma, spricht aber nicht dagegen, daß es eben ein schmelzflüssiges Magma war, das hier aufdrang; mit Granitisierung durch bloße Zufuhr alkalisilikathaltiger Lösungen, wie man sie gewöhnlich annimmt, hat das nicht allzuviel zu tun. Auch aus den diffusen Kontakten der W-Seite des Massivs[23] möchte ich zunächst keine weitreichenden Schlüsse auf die Gesamtheit desselben ziehen. — Besondere Schwierigkeiten für Granitisierungshypothesen bestehen darin, daß in den periadriatischen Massen nicht nur Granit, sondern auch — zum Teil überwiegend — Tonalit (und noch basischere Glieder) vorliegen, die man nicht (lokale Ausnahmen gibt es!) auf Assimilation von Karbonatgesteinen oder Ophiolithen beziehen kann, sondern nur auf zeitlich den Graniten vorausgehende selbständige Förderung[24].

Auffallend schwach entwickelt ist in den Alpen der subsequente Vulkanismus, im Vergleich nicht nur zu dem zirkumpazifischen Orogen, sondern auch zu den unmittelbar benachbarten Ketten des Apennins, der Karpathen und zum Teil auch der Dinariden. Abgesehen von dem Ostende der Alpen — auf das ich gleich zu sprechen komme — ist da nur das mysteriöse Köfels im Ötztal zu nennen, dessen schlackiger Bimsstein doch wohl vulkanisch gedeutet werden muß (die abenteuerliche Meteorkrater-Hypothese scheint mir in keiner Weise begründet)[25]. Nebenbei bemerkt, konnte ich mich[26] auch nicht vom quartären oder gar nach-

[23] In einer frühen Arbeit (1915) habe ich dieselben mit der Neigung der tektonischen Achsen gegen E in Verbindung gebracht, die hier viel tiefere tektonische Horizonte zutage bringt als auf der W-Seite des Massivs. Diese Hypothese wurde von R. Staub übernommen. Ihre eingehende Überprüfung — durch genaue Aufnahmen in der oberen Val Codera vor allem — wäre dringend zu wünschen!

[24] Vor allem im Adamellomassiv, wo der Granit nur in unbedeutenden Nachschüben erscheint. Im Bergeller Massiv liegen Granit und Tonalit als große einheitliche Körper weitgehend selbständig nebeneinander; daß die Grenze nicht ganz scharf ist, möchte ich nicht als Argument für eine (bei den vorliegenden räumlichen Beziehungen sehr unwahrscheinliche) Differentiation an Ort und Stelle (M. Balconi) gelten lassen. Eine minutiöse systematische Neuuntersuchung dieses Kontakts wäre sehr erwünscht!

[25] Und auch für die Auffassung als „Schmelztektonit" besteht keine Notwendigkeit.

[26] Gelegentlich eines Besuches im September 1947.

eiszeitlichen Alter des Bimssteins überzeugen; ich sah nur, daß er im Bergsturz liegt und mit diesem genau so passiv bewegt worden ist wie der umgebende Gneis; für die Annahme, der Bergsturz sei durch das vulkanische Ereignis ausgelöst worden, sehe ich keinen Anhaltspunkt. Für das Alter des Bimssteins bietet also das ganze jüngere und wohl auch mittlere Tertiär noch einen weiten Spielraum; siehe Lichtenecker 1929.

Am Ostende der Alpen ist das weitaus bedeutendste Gebiet subsequenten Vulkanismus im südalpinen Ast: die Andesite und Dazite und vor allem Tuffe[27] des Bachern und der Ostausläufer der Steiner Alpen. Diese Gesteine sind nicht von einheitlichem Alter; eine Erkenntnis, die schon auf Stur zurückgeht, von Kühn (Dittler u. Kühn) gefestigt werden konnte: ein großer Teil ist noch stark von tektonischen Bewegungen betroffen, mit den Triaskalken verschuppt und, wie die Überlagerung des aus ihnen hervorgehenden Bauxits durch mitteloligozäne Oberburger Schichten bei St. Andrä zeigt, älter als diese. Kühn vermutet sogar, erheblich älter; kretazisch bis eozän, da sie zur Ablagerungszeit der Oberburger Schichten bereits stark abgetragen waren. Doch läßt sich erstens nicht sagen, wieviel wirklich abgetragen worden ist; und zweitens kann die Abtragung lockerer Tuffmassen und zersetzter Eruptivgesteine — sie sind schon durch postvulkanische Prozesse propylitisiert, dann tiefgreifend allitisch verwittert — relativ schnell vor sich gehen. Irgendein Grund, sie bis in die Kreide zurückzudatieren, scheint mir nicht zu bestehen. Bei alttertiärem Alter kämen sie in unmittelbare zeitliche Nähe der periadriatischen Plutone, nach dem, was für diese oben als wahrscheinlich erkannt wurde. Daß sie mit diesen in engen genetischen Beziehungen stehen, ist zwar nicht erwiesen, aber doch in hohem Grade wahrscheinlich; und es wäre sicher von großem Interesse, wenn es sich nachweisen ließe, daß hier die synorogene Phase unmittelbar in die subsequente überginge.

Wesentlich jünger sind die nördlicheren Andesite und Dazite bzw. Tuffe des Bachern, des Smrekouz und an der „Schönsteiner Linie". Ihnen ist die Verwitterung zu Bauxit fremd. Bereits Stur wies nach, daß diese Tuffe mit marinem Miozän wechsellagern. Winkler fand bei Saldenhofen, am Vrhnik u. a. Dazit intrusiv (zum Teil lakkolithartig) in untermiozänen Eibis-

[27] Für einen Großteil der Gesteine fehlt es noch an einer genaueren petrographischen Untersuchung und Klassifizierung; allerdings lädt ihr Erhaltungszustand nicht eben zu einer solchen ein.

walder Schichten, während in deren höhere Teile Aschen und Laven eingeschaltet sind. Die Altersstellung der Dazite als tief untermiozän ist also sehr exakt festgelegt.

Zwar außerhalb des heutigen Alpengebirges, aber doch wohl noch auf alpidischem Boden, schließen sich hier die vulkanischen Bildungen von Gleichenberg im Steirischen Becken an. Sie beginnen mit Andesit und schreiten über Trachyt zu Liparit fort. Sie sind älter als der konglomeratische Leithakalk des Tortons, der bereits zersetztes Andesitmaterial enthält; also vermutlich alt- bis mittelmiozän (Winkler 1927).

Einlagerungen von Tuffiten sind im inner- und außeralpinen Miozän der östlichen Alpengebiete an einer Reihe von Punkten bekanntgeworden (Petrascheck 1940) und vermutlich so ziemlich allgemein verbreitet; sie mögen von Eruptionen in dem einen oder dem anderen der eben genannten Gebiete herstammen.

Als Vertreter des finalen Vulkanismus endlich mag man die Basalte betrachten, welche im Steirischen Becken in einer jüngeren Phase, während des Pliozäns, gefördert wurden (Winkler 1927). Man hat allerdings auch die Wahl, in ihnen den durch Kristallisationsdifferentiation gebildeten Bodensatz der subsequenten Herde der gleichen Gegend zu sehen! Mit einzelnen Vorposten jedoch greifen sie noch weit über den Bereich des dortigen miozänen Vulkanismus hinaus: Pauliberg im Wechselgebiet (F. Kümel 1936; Jugovics 1940); Weitendorf südlich Graz; ja, ein isolierter kleiner Basaltvulkan steht sogar innerhalb der Alpen: bei Kollnitz im Lavanttal. Winkler 1937, S. 121, hält ihn für mittelpliozän; Hofmann u. Kahler 1938 rücken ihn allerdings ins Helvet hinab, was — für diesen einen Basalt! — die Deutung als final erschwert, da ja die relativ bedeutenden Bewegungen der steirischen Phase noch nachfolgen.

Endlich glaube ich auch den geheimnisvollen Vulkan des Lainzer Tiergartens bei Wien (Köhler und Marchet 1939) hier am besten anzuschließen, soweit dessen nur auf sekundärer Lagerstätte bekannte Gesteine ein Urteil zulassen. Ob die basischen (sog. Pikrit-) Gänge der benachbarten Flyschzone dazu gehören, bleibt dabei offen.

Damit ist dieser rasche Überblick über die nachvariskischen magmatischen Erscheinungen der Alpen abgeschlossen. Wir fragen nunmehr: Wie weit vermag ihr Auftreten die theoretischen Schlußfolgerungen aus dem Schema Stilles zu stützen?

Im ganzen stimmt das Schema recht gut. Daß finaler Vulkanismus bisher höchstens angedeutet ist, ist kein Einwand da-

gegen; die 3 anderen Phasen treten ungefähr so auf, wie nach dem Schema zu erwarten. Eine Ergänzung zu diesem ist insofern zu geben, als der initiale basische Vulkanismus das zonare Wandern der geosynklinalen Senkung mitmacht: in der Trias im ostalpinen Bereich, im Jura (fast) nur im penninischen; ja, nach Beginn der Orogenese lebt er in den Außenzonen, mindestens der südlichen, noch fort, anscheinend sogar in inneralpinen Senkungszonen (Brecciendecke!).

Der Umschlag zum sauren synorogenen Plutonismus ist also so scharf wie möglich. Ja, es scheint sogar fast, als ob mit seinem Beginn die zuletzt genannten basischen Nachzügler noch zeitlich interferierten; jedenfalls trifft das zu, wenn es nachgosauisch-vorlaramische Tauerngranite gibt.

Auch der Anschluß der subsequenten Phase an die synorogene erfolgt im SE sozusagen ohne Pause; aber das ist nicht gar so merkwürdig.

Der interessanteste Punkt bleibt immer der scharfe Umschlag initial—synorogen. Ihn zu erklären, ist tatsächlich die Annahme die plausibelste, daß es sich in den synorogenen um palingen-sialische Magmen handelt; wobei ich weniger an granitisierte Sedimente als an reaktiviertes Material des Sialsockels — den wir uns ja wohl in der Hauptsache aus granitisch-gneisiger Zusammensetzung vorstellen müssen — denken möchte. Diese Annahme läßt sich noch durch folgende Überlegungen stützen:

1. Eine Differentiation des unterlagernden Sima oder Salsima als Quelle für die synorogenen Plutone ist nicht nur wegen der riesigen Mengen saurer Differentiate, die sie in kurzer Frist liefern müßte, schwer vorstellbar; sondern auch deswegen, weil das Sima unter dem in die Tiefe gefalteten Gebirgswulst ja selbst — wenigstens für den, der auf dem Boden von Ampferers Verschluckungs-Hypothese steht — in die Tiefe gezogen wird. Damit kommt es aber nicht nur in Bereiche höherer Temperatur, sondern produziert auch selbst Wärme (als mechanisches Wärmeäquivalent!); der Anstoß zur Differentiation, der in Abkühlung und Kristallisation zu suchen ist, fällt also weg[28].

[28] Man möchte glauben, daß sich viel eher dort große Mengen saurer Differentiate aus dem Sima abspalten könnten, wo lange Zeiträume der Ruhe dafür zur Verfügung stehen. Die Trachyte usw., die z. B. auf Island als untergeordnetes Glied der riesigen Folgen vulkanischer Ergüsse vorkommen, mögen diesen Ursprung haben. Aber sie bleiben eben untergeordnet und lassen keinen Vergleich zu mit den kolossalen Plutonen vieler Faltengebirge (die Alpen stehen da bekanntlich noch lange nicht in vorderster Linie).

2. Es ist nicht einzusehen, weshalb Differentiate des Simas gerade dort aufsteigen sollten, wo es ihnen am schwersten gemacht[29] wird: durch den dicken orogenen Faltenwulst hindurch, noch dazu durch seine vermutlich allerdicksten Teile in der Nähe der Scheitelung zwischen N- und S-vergentem Flügel. Und am wenigsten einzusehen ist dies, solange die dem Magmaaufstieg entgegengerichtete abwärtige Bewegung dieses Faltenwulstes noch im Gange ist. Der Weg längs dessen Flanken aufwärts in die Vorsenken scheint mindestens einfacher; aber wenn dort etwas zutage kommt, ist es basisches Magma (s. oben!). Soweit aber das unterlagernde Sima nach den Seiten verdrängt wird, wandert es überhaupt von dem Faltenwulst weg; dabei hätte es an und für sich vielleicht Anlaß zur Differentiation, aber die sauren Differentiate hätten keine Möglichkeit mehr, dort aufzusteigen, von wo das Magma weggewandert ist. Daß in einem so randlich gelegenen Gebiet wie den Euganeen saure Simadifferentiate zum Aufdringen kommen, erscheint von den angedeuteten Vorstellungen aus ganz plausibel; auch im Falle Predazzo braucht noch kein Widerspruch zu diesen zu bestehen — ist doch der Betrag des Zusammenschubes und mithin der Verdickung im ganzen Bereich der Dolomiten nicht allzu groß.

3. Koenigsberger 1942 weist darauf hin, „daß jedes flüssige Granitmagma etwa seit dem Paläozoikum ... anatektisch oder migmatisch sein muß; denn die Erdkruste ist heute mindestens bis etwa 50 km, wahrscheinlich aber noch sehr viel tiefer, kristallin". Die mittlere untere Grenze der granitischen Sialschicht, die er mit 15 km annimmt, liegt in Mittel- und Westeuropa nach den neuesten Berechnungen (E. Wanner 1948) bei rund 20 km. Flüssiges Granitmagma steht also jedenfalls nicht zur Verfügung.

Diese Schwierigkeiten fallen hinweg, wenn man die Geburtsstätte der sauren Magmen in dem Faltenwulst selbst sieht.

Gebirgsbildung und magmatische Tätigkeit stehen in keinem Gegensatz. Sie bedingen sich gegenseitig: magmatische Vorgänge

[29] Die alte Vorstellung, daß die Tektonik dem aufsteigenden Magma Hohlräume bereitstellt, mag für oberflächennahe Lakkolithen usw. ihre Berechtigung haben; für die Tiefenzonen alpiner Gebirge ist sie abzulehnen — da würde jeder Hohlraum im Gegenteil sofort durch tektonische Bewegungen geschlossen. Daß eine alpinotype Gebirgsbildung keine in große Tiefen reichenden offenen Spalten schafft, war ja für eine Geologengeneration, die den Magmaaufstieg durchaus an solche Spalten gebunden glaubte, wohl der Hauptgrund, jede auch im weiteren Sinne synorogene Magmatätigkeit zu bezweifeln.

der Tiefe lösen die Orogenese aus und diese bedingt wieder die magmatischen Erscheinungen, die wir an der Oberfläche oder in den Tiefen der abgetragenen Faltenzonen beobachten können. Aber sosehr beide Vorgänge ursächlich miteinander verknüpft sind, so wenig ist ein *enger* Parallelismus beider erforderlich oder auch nur wahrscheinlich. Einmal in Gang gekommen, verlaufen die orogenen wie die magmatischen Prozesse *nach ihren eigenen Gesetzen*; die einen wie die anderen brauchen ihre Zeit — und es ist nicht zu ersehen, *warum das beiderseitige Zeitbedürfnis aufeinander abgestimmt sein sollte.* Gerade wenn man sich auf den Boden der palingenen Entstehung der sauren Magmen stellt, muß man bedenken: *erst* muß der tief hinabreichende Faltenwulst da sein, *dann* erst kann sein Material verflüssigt werden; zu diesem Zweck muß ihm Wärme zugeführt[30] werden. Mag das nun auf dem Wege der Leitung geschehen oder auf dem der Konvektion durch simatische Gase — das eine wie das andere braucht Zeit und noch einmal Zeit! Denn die Wärmeleitfähigkeit der Silikate ist bekanntlich gering, und die Diffusionsgeschwindigkeit von Gasen unter dem Belastungsdruck von einigen 30 bis 40 km Gestein ist ebenfalls gering; so daß wir jedenfalls mit sehr langen Zeiten zu rechnen haben. Auf die Schwierigkeit, die in der gegensätzlichen Bewegung von Faltenwulst und aufsteigendem Magma besteht, wurde bereits hingewiesen.

Es ist also zu erwarten, daß *die magmatischen Erscheinungen nicht mit der auslösenden tektonischen Phase interferieren*, sondern ihr *nachhinken* werden. So ist mir die Existenz von im strengen Sinne „syntektonischen" Magmen nach wie vor höchst zweifelhaft. Behauptet wird ja immer wieder, daß diese oder jene Eigentümlichkeit eines Gesteins auf Erstarrung unter tektonischer Pressung[31]

[30] *De Lury* (zit. nach *Turner*, Geol. Soc. Am. Mem. 30, 1948, S. 287) errechnet allerdings für eine 60 km mächtige Gesteinsmasse bei Senkung um 100 m bereits eine Wärmeproduktion, die genügen würde, um eine Schicht von 80 m auf Schmelztemperatur zu bringen und zu verflüssigen. Nun erfolgt allerdings die geosynklinale Senkung so langsam, daß ein Teil der produzierten Wärme wird abgeleitet werden können; und da sie sich auf die (mehr oder minder) *ganze* sinkende Masse verteilt, wird sie *allein kaum* irgendwo zu einer Schmelzung ausreichen. Ein nicht ganz zu vernachlässigender Faktor wird sie aber trotzdem sein, sofern die Zahlenangabe größenordnungsmäßig stimmt.

[31] Tektonischer oder gerichteter Druck oder Stress, oder wie immer man ihn nennen will, ist *keine* geheimnisvolle zusätzliche Kraft, sondern nichts weiter als *die Resultierende* der drei aufeinander senkrechten Hauptdrucke, mit denen der Beanspruchungszustand eines Punktes be-

usw. zurückzuführen wäre. Aber alles, was in dieser Hinsicht bisher behauptet wurde, scheint mir nicht unbedingt stichhaltig. Inwieweit das erst in Erstarrung begriffene, inwieweit das bereits erstarrte Magma von tektonischer Einwirkung betroffen wurde, ist wohl meistens sehr schwer zu unterscheiden; und es ist sehr die Frage, ob nicht die zweite Deutungsmöglichkeit im allgemeinen die bessere ist.

Auch Stille ist ja der Ansicht, daß der Schwerpunkt des synorogenen Plutonismus bei dem spätorogenen liegt. Ich möchte da in bezug auf die Alpen noch einen Schritt weiter gehen und das, was man hier mit Stille für „hochorogen" halten könnte — gewisse penninische und Tauerngneise, vgl. oben! — als spätorogen in bezug auf eine ältere tektonische Phase, nämlich die vorgosauische, deuten, soweit sich diese Gesteine überhaupt als alpidisch werden sicherstellen lassen.

Tektonische Einwirkung auf ein erstarrendes Magma wäre dann allenfalls in der Weise denkbar, daß die Bewegungen einer neuen tektonischen Phase darüber hereinbrächen, bevor die Erstarrung abgeschlossen ist. Eine Möglichkeit, die jedenfalls im Auge behalten werden sollte.

Die Beziehungen zwischen Gebirgsbildung und magmatischer Tätigkeit führen hinab in Tiefen, die unserer Beobachtung unzugänglich sind. Auch was tief abgetragene uralte Orogene davon sehen lassen, sind nur Teilstücke. Wir bleiben angewiesen auf hypothetische Verknüpfungen — und wir werden voraussichtlich immer darauf angewiesen bleiben. Dessen müssen wir uns bewußt sein und uns davor hüten, unsere Hypothesen zu Glaubenssätzen erstarren zu lassen. Dann ist es zu hoffen, daß die von verschiedenen Ausgangspunkten kommenden Vorstellungen sich schließlich in einem Schnittpunkt treffen, daß es dem Scharfsinn der Forscher gelingen wird, für die einschlägigen Fragen — mit die schwerwiegendsten auf dem Gesamtgebiet der Geologie! — eine allseitig befriedigende Lösung zu finden.

schrieben wird. In einem festen Körper ist er imstande, Formänderungen hervorzurufen; in einer Flüssigkeit — also auch in einem noch nicht erstarrten Magma — muß er sich unter allen Umständen in hydrostatischen Druck umsetzen, kann also gar nicht anders wirken als reiner Belastungsdruck. Das heißt, es wird hier nie die Richtung, sondern nur die Größe des Gesamtdruckes eine Rolle spielen. Erst wenn die Verfestigung bis zu einem zusammenhängenden Gerüst fester Phasen fortgeschritten ist, das eine gerichtete Druckübertragung zuläßt, wird mit spezifischen Stresswirkungen überhaupt gerechnet werden können.

Literaturverzeichnis.

(Im allgemeinen nur die neuesten, insbesondere sind die in Cornelius 1941a zusammengestellten Arbeiten nur insoweit nochmals zitiert, als besonderer Anlaß hiezu vorlag.)

Andreatta, C., Studio petrografico del complesso eruttivo del Monte Croce in Alto Adige. — Period. Min. 8, S. 3—127. Roma 1937.

— Sulle rocce eruttive del gruppo Ortles-Cevedale. — Rendic. Accad. Ital., cl. sci fis. serie 7, 3, 1941, S. 289—304. Roma 1942.

Angel, F. u. Heritsch, F., Das Alter des Zentralgneises der Hohen Tauern. — Zbl. Miner. 1931, Abt. B, S. 516. Stuttgart 1931.

Angel, F. u. Staber, R., Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Min.-Petr. Mitt. 49, S. 117—167. Leipzig 1937.

Balconi, M., Ricerche petrografiche sulla regione del Serizzo. — Periodico di Mineralogia 12, S. 175—283. Roma 1941.

Bearth, P., Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte-Rosa-Bernhard-Decke. — Schweiz. min.-petr. Mitt. 25, S. 1—23. Zürich 1945.

Bianchi, A., Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. — Mem. Ist. geol. Univ. Padova 10. 1934.

Boden, K., Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. — Geogn. Jahresh. 33, 1920, S. 1—22. München 1921.

— Der Flysch im Gebiete des Schliersees. — Ebendort 35, 1922, S. 205 bis 228. München 1923.

Burri, C. u. Niggli, P., Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I. Hauptteil. — Publ. Vulkaninst. Immanuel Friedlaender 3. Zürich 1945.

Cadisch, J., Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung. — Verh. naturf. Ges. Basel 54, S. 32—58. Basel 1942.

Christa, E., Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. — Jb. Geol. Bundesanst. 81, S. 533—636. Wien 1931.

Cornelius, H. P., Über Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbartälern. — Cbl. Min. 1928 A, S. 281—287. Stuttgart 1925.

— Zur Altersfrage der Adamello- und Bergeller Intrusion. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 137, S. 541—562. Wien 1928.

— Geologie der Err-Julier-Gruppe I. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, n. F. 70/I. Bern 1935.

— Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. d. geol. Ges. 92, S. 271—310. Berlin 1940.

— Zur Geologie des oberen Felber- und Matreier Tauerntals und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. — Ber. Reichsamt Bodenf. 1941, S. 14—20. Wien 1941.

— Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. — Ber. Reichsamt Bodenf. 1941, S. 89—94. Wien 1941 a.

— Zur Deutung der hellen Pseudomorphosen in Prasiniten der Hohen Tauern. — Ber. Reichsamt Bodenf. 1942, S. 101—103. Wien 1942.

— Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge (Venedigermassiv, Hohe Tauern). — Ber. Reichsamt Bodenf. 1944, S. 25—31. Wien 1944.

Cornelius, H. P. und Clar, E., Geologie des Großglocknergebietes I. — Abh. Geol. Bundesanst. Wien 25/I. Wien 1939.

Cornelius, H. P. u. Furlani-Cornelius, M., Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepaß. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 102, S. 207—301. Wien 1930.
— Zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Ber. Reichsamt Bodenf. 1943, S. 1—6. Wien 1943.
Dal Piaz, G., Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige. — Atti Accad. Sci. Veneto-Trentino-Istriana 17. Padova 1926.
— La costituzione geologica dei Colli Euganei. — Atti e Mem. Accad. Sci. Padova 1934/35.
Dal Piaz, Gb., Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. — Mem. Ist. geol. Univ. Padova 10, 1934.
— Alcune considerazioni sull'età degli ortogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauern. — Period. Miner. 9. Roma 1938.
Diehl, E., Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone des Grand Combin im Val d'Ollomont. — Schweiz. min.-petr. Mitt. 18, S. 214—403. Zürich 1938.
Dittler, E. u. Kühn, O., Die Genesis der Sanntaler Bauxite. — Chemie d. Erde 8, S. 462—495. Jena 1933.
Dolar-Mantuani, L., Die Porphyrgesteine des westlichen Pohorje. — Ann. géol. Pénins. Balk. 15, S. 281—414. Beograd 1938.
Drescher-Kaden, F. K., Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. — Chemie d. Erde 12, S. 304—417. Jena 1940.
Exner, Chr., Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. — Min.-petr. Mitt., 3. Folge 1, S. 82—87. Wien 1947.
Franchi, S., Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Jvrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. — Boll. Uff. geol. Italia 1905, S. 270. Roma 1905.
Gansser, A., Der Nordrand der Tambodecke. — Schweiz. min.-petr. Mitt. 17, S. 291—523. Zürich 1937.
Graber, H. V., Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. — Mitt. geol. Ges. Wien 22, S. 25—64. Wien 1929.
— Vergleichende Beobachtungen an den Erstarrungsgesteinen des periadriatischen Bogens. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl. 1931. Wien 1931.
Grunau, H., Geologie von Arosa. — Dissert. Bern 1947.
— Das Ophiolithvorkommen von Hauen am Jaunpaß. — Schweiz. min.-petr. Mitt. 25, S. 311—326. Zürich 1945.
Hammer, W., Über das Vorkommen jungvulkanischer Gesteine im Ötztal (Tirol) und ihr Alter. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 132, S. 329—342. Wien 1923.
Hofmann, E. u. Kahler, F., Entstehung und Alter des inneralpinen Basaltes von Kollnitz im Lavanttal (Ostkärnten). — Zbl. Min. 1938 B, S. 399—409. Stuttgart 1938.
Jugovics, L., Die Basalte des Pauliberges im Burgenland. — Chemie d. Erde 12, S. 158. Jena 1939/40.
Kern, R., Zur Petrographie des Centovalli. — Dissert. Zürich 1947.
Kieslinger, A., Zur Geologie des südöstlichen Bachern. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 1936. Wien 1936.
Koenigsberger, J., Über tektonische Metamorphose, Mineralvorkommen und Pegmatite im oberen Tessintal. — Schweiz. min.-petr. Mitt. 22, S. 85—98. Zürich 1942.

Köhler, A. u. Marchet, A., Die Eruptivgesteine aus dem Lainzer Tiergarten in Wien. — Min.-petr. Mitt. 51, S. 102. Wien 1939.

Kölbl, L., Das Nordostende des Großvenedigermassivs. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt., I, 141, S. 39—66. Wien 1932.

Kossmat, F., Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. — Sber. preuß. Akad. Wiss. 24. 1937.

Kümel, F., Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. — Jb. geol. Bundesanst. 86, S. 203—235. Wien 1936.

Leitmeier, H., Aus Predazzo. — Min.-petr. Mitt. 52, S. 155—266. Leipzig 1940.

Lichtenecker, N., Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol). Geogr. Jber. Österr. 14/15. Leipzig u. Wien 1929.

Lugeon, M. u. Gagnebin, E., Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. — Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne, 72. 1941.

Mittelholzer, A. E., Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. min.-petr. Mitt. 16, S. 19—182. Zürich 1936.

Nabholz, W., Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. — Ecl. geol. Helv. 38, S. 1—120. Basel 1945.

Novarese, V., L'età del granito del Lago Maggiore. — Boll. Uff. geol. Italia 58 (1933). Roma 1934.

Petrascheck, W., Vulkanische Tuffe im Jungtertiär am Ostalpenrande. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 149, S. 145—154. Wien 1940.

Reinhard, M., Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. — Jaarb. mijnbouwk. Vereen. Delft 1934/35, S. 39—45. Delft 1935.

Reinhold, Th., Die Goldpyritgänge von Brusson in Piemont. — Verh. naturf. Ges. Basel 27, S. 49. Basel 1916.

Rösli, F., Ergänzungen zur Stratigraphie der Schlattain-Serie mit besonderer Berücksichtigung eines Vorkommens von Cancellophycus-Schichten im Oberengadin. — Ecl. geol. Helv. 40, S. 223—227. Basel 1947.

Rüger, L., Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphose im Penninikum der Tessiner Alpen. — Geol. Rdsch. 25, S. 1—10. 1934.

Sander B., Zur Geologie der Zentralalpen. — Jb. Geol. Staatsanst. 71, S. 173—224. Wien 1921.

— Erläuterungen zur geologischen Karte Meran - Brixen. — Schlern-Schriften 16. Innsbruck 1929.

Schmidegg, G., Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. — Jb. geol. Bundesanst. 86, S. 117—149. Wien 1936.

Schroeder, W. J., La brêche du Chablais entre Giffre et Dranse et les roches éruptives des Gets. — Arch. Sc. phys. nat. Genève 1939 (cit. n. Vuagnat).

Schwinner, R., Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen. — Jb. geol. Bundesanst. 90, S. 95—115. Wien 1945.

Spitz, A. u. Dyhrenfurth, G., Geologische Monographie der Unterengadiner Dolomiten. — Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F. 44. Bern 1915.

Stark, M., Basische Gesteine der Euganeen. — Min.-petr. Mitt. 54, S. 123 bis 177, 277—372; 55, S. 137—192, 213—270. Leipzig 1942, 1943 (darin zitiert frühere Arbeiten des Verfassers).

Steinmann, G., Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. — Ber. natf. Ges. Freiburg 16, S, 18—49. Freiburg i. B. 1906.
— Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. — C. R. XIV. Intern. Geol.-Kongr. 1926. Madrid 1927.
Stille, H., Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. preuß. Akad. Wiss. 1939, math.-natw. Kl. 19. Berlin 1940.
— Einführung in den Gebirgsbau Amerikas. — Berlin 1941.
Vardabasso, S., Rapporti fra attività magmatica e vicende tettoniche nella provincia petrografica di Predazzo. — C. R. XV Intern. Geol.-Kongr. Pretoria.
Vuagnat, M., Les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leur rapports avec les roches éruptives des Gêts. — Schweiz. min.-petr. Mitt. 23, S. 352 bis 436. Zürich 1943.
— Sur quelques roches éruptives des Préalpes romandes. — Schweiz. min.-petr. Mitt. 24, S. 378—382. Zürich 1944.
— Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. — Ebendort 26, S. 116—229. Zürich 1946.
— Remarques sur trois diabases en coussins de l'Oberhalbstein. — Ebendort 28 (Niggli-Festschrift), S. 263—273. Zürich 1948.
Wanner, E., Über den Tiefgang der Alpenfaltung. — Ecl. geol. Helv. 41, S. 125—130. Basel 1948.
Wenk, E., Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). — Schweiz. min.-petr. Mitt. 23, S. 265—294. Zürich 1943.
Winkler, A., Der jungtertiäre Vulkanismus im Steirischen Becken. — Z. Vulkanol. 11, S. 1—32. Berlin 1927.
— Über das Alter der Dazite im Gebiete des Draudurchbruches. — Verh. geol. Bundesanst. 1929, S. 169—181. Wien 1929.
— Das Miozänbecken des unteren Lavanttales. — Zbl. Min. 1937 B, S. 101 bis 108 u. 113—129. Stuttgart 1937.